

<https://doi.org/10.3799/dqkx.2019.131>



基于沟床宽度与颗粒粒径的泥石流精细化预报模型

余 斌, 杨凌崴, 刘清华, 常 鸣

成都理工大学地质灾害防治与地质环境保护国家重点实验室, 四川成都 610059

摘 要: 泥石流形成区沟床宽度和颗粒粒径对沟床起动机泥石流的发生影响很大, 在强烈地震影响区内显得尤为突出, 但目前的泥石流预报中还没考虑到这两个因素, 无法准确预测强震区泥石流的发生. 在泥石流 10 min 和 1 h 精细化预报模型基础上, 通过现场调查群发泥石流事件, 结合汶川地震强烈影响区泥石流的演化特点, 引入了泥石流形成区沟道宽度和颗粒粒径的影响, 建立了改进的精细化泥石流 10 min 和 1 h 预报模型, 并在贵州望谟打易和四川德昌群发泥石流、汶川地震强烈影响区的文家沟多次泥石流事件中获得了很好的验证结果, 得出泥石流形成区的颗粒粒径代表泥石流的地质因子, 泥石流形成区沟床宽度代表泥石流的地形因子之一, 这 2 个因子在泥石流发生中的作用都非常重要; 改进的精细化 10 min 和 1 h 预报模型以及临界值, 可以用于强烈地震区和一般的泥石流预报.

关键词: 泥石流; 沟床起动机; 沟床宽度; 颗粒粒径; 灾害防治.

中图分类号: P694

文章编号: 1000-2383(2020)04-1447-10

收稿日期: 2019-06-01

A Precise Prediction Model on Debris Flows Caused by Runoff Mechanism Based on Channel Width and Particle Size

Yu Bin, Yang Lingwei, Liu Qinghua, Chang Ming

State Key Laboratory of Geohazard Prevention and Geoenvironment Protection, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China

Abstract: The channel width and particle size in the formation area of debris flow catchment are important factors in the initiation of debris flows caused by runoff mechanism. This phenomenon is often found in the debris flows in strong earthquake area. Up to now, there is no prediction model of debris flow involving these two factors. Based on the 10 min and 1 h precise prediction model of debris flow, this study proposes a revised 10 min and 1 h precise prediction model of debris flow with channel width and particle size by field investigations. The validations were made in the group debris flow events of Dayi, Wangmo County, Guizhou Province, in the group debris flow events of Dechang, Sichuan Province, and a series debris flows in Wenjia Gully located in the Wenchuan earthquake area. The validations were successful in these debris flows events. It is concluded that the particle size in the formation area of debris flow catchment is the geological factor, and the channel width of the formation area of debris flow catchment is one of the topographical factor. Both of them are very important in the formation of debris flows. The revised 10 min and 1 h precise prediction model of debris flows can be used for forecasting of the ordinary debris flows and debris flows in strong earthquake area.

Key words: debris flow; runoff; channel width; particle size; disaster prediction.

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(No.41661134010).

作者简介: 余斌(1966-), 男, 教授, 博士, 从事泥石流研究及相关教学工作, 主要从事泥石流灾害与防治、泥石流预报研究.

ORCID: 0000-0003-2367-7746. E-mail: yubin08@cdu.cn

引用格式: 余斌, 杨凌崴, 刘清华, 等, 2020. 基于沟床宽度与颗粒粒径的泥石流精细化预报模型. 地球科学, 45(4):1447-1456.

2008年汶川地震强烈影响区暴发了多次群发泥石流灾害,影响最大的是2010年8月13日的映秀、龙池和清平群发泥石流和2013年7月10日映秀—汶川岷江河谷段群发泥石流(许强,2010;杨丰荣等,2016;王一鸣和殷坤龙,2018)。这些泥石流有以下几个共同特点:(1)都属于沟谷泥石流,起动机理为洪水起动沟床固体物质形成泥石流;(2)流域内都有地震诱发的大量崩塌、滑坡形成的固体物源;(3)由原来的暴发频率较低的泥石流流域,演变为暴发频率高的泥石流流域;(4)诱发泥石流的降雨临界值比地震前有显著的降低;(5)泥石流发生的降雨临界值随后逐年恢复接近震前水平。沟床起动型泥石流,尤其是强烈地震区泥石流的精细化预警,对灾后重建和山区防灾减灾都有非常重要的意义。

泥石流精细化预警在表现形式上主要有3个方面的精细化:(1)预警位置精细化:是单点预警,不是区域预警;(2)预警临界值精细化:最大临界值与最小临界值之比在2以内;(3)预警时间的精细化:预警提前时间在2~30 min之间:因泥石流流域沟道长度不同,从上游泥石流在形成区发生后,沿沟道运动到灾害点的时间不同,预警提前的时间也不同。泥石流精细化预警在预警内容上主要有2个方面的精细化:(1)预警模型精细化:模型中各变量有明确的物理意义,变量之间有确切的关系;(2)预警参数精细化:参数的定义清楚明确,取值客观定量,不会因人而异。强烈地震影响区内频繁暴发的群发泥石流为精细化泥石流预报提供了理论依据和参考案例。台湾集集地震和汶川地震后的泥石流演化规律基本一致(Shieh *et al.*, 2009; Yu *et al.*, 2014)。泥石流的临界降雨值在强烈地震后的变化存在区域内的规律,但是在区域内的单个流域,并不一定遵从这个规律;临界降雨值在强震后逐年恢复的规律还缺乏研究,不仅区域的规律无法预测,单沟的临界值变化更无法判断(Yu *et al.*, 2014)。

沟床起动型沟谷泥石流的形成机理是:强降雨汇流形成强大的山洪,起动以前滑坡和崩塌堆积在沟床内固体物质形成沟谷泥石流(倪化勇和唐川,2014;余斌等,2014,2015;McGuire *et al.*, 2017; van Asch *et al.*, 2018)。降雨是这类泥石流的诱发因素,其主要特征和过程对泥石流的形成至关重要(李芳等,2017)。汶川地震强烈影响区诱发泥石流的降雨特征(周伟等,2012;周伟和唐川,2013)与一般

的沟床起动型泥石流的降雨特征(余斌等,2014,2015)相类似,但与浅层滑坡汇集形成的沟谷泥石流(余斌等,2016;王一鸣和殷坤龙,2018)以及坡面泥石流(余斌等,2017)的降雨特征有明显的不同:短历时的强降雨是形成强大山洪的主要原因。短历时的强降雨往往指1 h或10 min时间段的强降雨(余斌等,2014,2015),但美国学者发现这类泥石流的激发与5 min强降雨关系更为密切(Kean *et al.*, 2011),说明激发这类泥石流的总降雨量的作用是次要的,短时间的强降雨更重要。浅层滑坡汇集形成的沟谷泥石流和坡面泥石流的发生首先需要坡面泥石流发生(浅表层滑坡),这需要有一定的降雨持续时间,因此很短历时的强降雨不会诱发这两类泥石流。

影响泥石流形成的地形条件在强烈地震后改变不大,常见的现象是强烈地震引起的崩塌和滑坡将大量固体物源堆积在沟道内,将原有沟道的宽度缩窄;也有的泥石流形成区内崩塌和滑坡将沟道完全堵塞。本文仅研究沟床起动型泥石流,堵塞的沟道被水流侵蚀进而溃决形成的泥石流不在本文的探讨范围中。强烈地震对泥石流发生的最大影响是地质条件的改变,即泥石流物源的改变:不仅崩塌和滑坡提供了大量的物源,而且大多数物源的颗粒粒径也比地震前小。但目前的泥石流预报中都还没考虑到泥石流形成区的沟道宽度和颗粒粒径的重要作用。影响浅层滑坡汇集形成的沟谷泥石流和坡面泥石流的地质条件主要是斜坡土体的渗透系数和裂隙的发育,这与原岩风化后的土体颗粒粒径以及土体中黏土矿物有关。地震对浅层滑坡汇集形成的沟谷泥石流和坡面泥石流的影响主要表现在地震使得土体更加松动,裂隙增加,更容易发生泥石流。

本文在沟床起动类型泥石流的暴发1 h预报模型与10 min预报模型基础上,引入泥石流形成区沟道宽度和颗粒粒径,建立了改进的泥石流精细化预报模型,不仅可以用于强烈地震区、大型滑坡和崩塌发生区域的泥石流预警,也可以用于一般地区的泥石流精细化预警,为泥石流的减灾防灾提供了一个新方法。

1 精细化泥石流预报模型

强烈地震影响区激发泥石流的降雨临界值的变化主要因为泥石流形成区沟床宽度的变化以及

泥石流物源的颗粒粒径的变化(Chen *et al.*, 2014; Zhang and Zhang, 2017; Fan *et al.*, 2018):刚刚发生强烈地震时,崩塌和滑坡把大量泥沙堆积在形成区的沟道中,缩窄了沟道的宽度,降低了形成泥石流的泥沙粒径,使激发泥石流的降雨临界值急剧降低;在随后的雨季洪水,尤其是泥石流的冲刷下,泥石流形成区的沟道宽度逐渐展宽,崩塌和滑坡堆积在形成区沟道中的泥沙中较细部分被带走,泥沙颗粒粒径尤其是表面泥沙粒径逐渐变大,使激发泥石流的降雨临界值逐渐恢复。

两次泥石流过程之间,往往发生多次普通洪水过程.普通洪水能够携带的泥沙量和颗粒粒径都有限,只能将堆积在沟道中固体物源表面的细小颗粒带走,留下粗大颗粒在表面,形成表面粗化层,这是在泥石流流域形成区沟道内普遍存在的一种现象.如果洪水能起动表面粗化层,就能起动表面粗化层以下更细小的泥沙,从而形成泥石流.粗化层颗粒粒径越大,形成泥石流所需要的洪水水力条件越高.因此以粗化层颗粒粒径代表的泥石流形成区颗粒粒径,是形成泥石流的重要参数之一。

泥石流形成区的沟道宽度对形成泥石流的洪水条件有很大的影响.泥石流形成区的沟道宽度指在泥石流形成区的水流通道宽度.沟道越宽,洪水单宽流量越小,能起动的颗粒粒径越小,即较宽的形成区沟道,起动同样沟道颗粒形成泥石流需要更大的洪水流量.因此泥石流形成区的沟道宽度和颗粒粒径是影响泥石流发生的重要参数。

目前,国内外对泥石流预报的研究中很少将泥石流形成区的沟道宽度和颗粒粒径考虑在内,大多是仅仅考虑降雨的预报方法.现有的研究中蒋家沟泥石流预报的论文考虑到颗粒粒径和沟道宽度(单宽流量),却没有考虑地形与局地降雨的特征(Yu, 2011),不能用于蒋家沟以外的其他流域的泥石流预报.其他有关于地形、地质、局地降雨特征的泥石流精细化预报研究,却没有考虑泥石流形成区的沟道宽度和颗粒粒径的作用(余斌等,2014, 2015).本文在这些研究基础上,将泥石流形成区的沟道宽度和颗粒粒径引入泥石流预报模型中,改进泥石流精细化预报模型。

考虑地形、地质、降雨特征的泥石流精细化预报模型有1 h和10 min预报模型(余斌等,2014, 2015):

$$P = \frac{RT^{0.2}}{G^{0.5}} \geq C_r, \quad (1)$$

$$R = \frac{B + kI}{R_0 C_v}, \quad (2)$$

$$T = J \frac{A}{L^2} \left(\frac{A}{A_0} \right)^{0.2}, \quad (3)$$

$$G = F_0 C_1 C_2 C_3 C_4, \quad (4)$$

式中: P 为模型预报值, C_r 为模型判据临界值, $C_{r1}=0.35$, $C_{r2}=0.47$ (分别对应的是1 h模型警报线和避难线,模型判据临界值), $C_{r3}=0.078$, $C_{r4}=0.103$ (分别对应的是10 min模型警报线和避难线,模型判据临界值); R 为降水因子, B 为泥石流暴发前前期累积降雨量(mm), k 为系数,在1 h模型中, $k=12.5$;在10 min模型中, $k=8$; I 为泥石流激发1 h(1 h模型)或10 min(10 min模型)降雨量(mm), R_0 为当地年平均降雨量(mm), C_v 为当地10 min降雨变差系数; T 为泥石流形成区地形因子, J 为泥石流形成区沟床纵比降, A 为泥石流形成区面积(km^2), L 为泥石流形成区沟道长(km), A_0 为单位面积(1 km^2); G 为地质因子, F_0 为泥石流形成区平均坚固系数, C_1, C_2, C_3, C_4 分别为构造(断裂带)、地震烈度、物理风化和化学风化修正因子(余斌等,2014, 2015)。

公式(2)~(4)中的地形因子 T 、地质因子 G 、降雨因子 R 均为无量纲参数,分别代表地形、地质、降雨均为独立的无因次变量.在改进的精细化泥石流预报模型中,地形、地质、降雨仍然为独立的无因次变量.泥石流形成区的沟道宽度是泥石流的地形因子之一,泥石流形成区的颗粒粒径属于泥石流的地质因子。

地形因子 T 中的 J 为泥石流形成区沟床纵比降,代表流域山洪的势能和泥沙起条件; A/L^2 为泥石流形成区形状系数,代表流域的汇水特征; A/A_0 为无量纲化的泥石流形成区面积,代表流域的水流流量特征及物源来源特征.泥石流形成区的沟道宽度 W 也代表流域的水流流量特征,只是 W 与 A 正好相反: A 越大,(单宽)流量越大; W 越大,单宽流量越小.而起动泥石流形成区的水流流量可以用单宽流量表示,因此用 A 与 W 可以表达形成泥石流的单宽流量.公式(3)中用 W 代替 A_0 可以得到新的地形因子 T ;因为地形因子 T 必须满足无量纲条件,因此可得新的地形因子:

$$T = J \frac{A}{L^2} \left(\frac{A}{W^2} \right)^{0.2}, \quad (5)$$

式中: W 为泥石流形成区沟道平均宽度(m); A 为泥石流形成区面积(m^2), L 为泥石流形成区沟道长

(m). 泥石流形成区沟道宽度的物理意义为沟道内水流的集流冲刷力, 沟道越宽, 集流能力越差, 冲刷力越差; 反之, 集流能力越强, 冲刷力越强. 公式(5)表达的是泥石流形成的地形条件, 其物理意义为泥石流形成区的地形条件(底床坡度、形状系数、沟床宽度等)为洪水汇集在形成区起沟床固体物质形成泥石流提供地形上的支持. 实际测量泥石流沟床宽度时, 水流可以流通过的地方的宽度即为沟床宽度(不管目前是否通过, 只要摆动, 或较大水流就能通过的地方).

泥石流形成区的颗粒粒径 D 代表了形成泥石流的物源特征; 为了满足地质因子 G 为无量纲因子, 引入粗颗粒粒径值 D_0 , 可得新的地质因子 G :

$$G = \frac{D}{D_0}, \quad (6)$$

式中: D 为泥石流形成区表面粗化层颗粒平均中径粒径(mm); 泥石流中 2 mm 以上为粗颗粒, 因此取 $D_0 = 2$ mm. 公式(6)表达的是形成泥石流的地质条件, 其物理意义为泥石流形成区的地质特征对应的洪水起沟床固体物质形成泥石流的难易程度.

由于新的地形因子与原来的地形因子仅仅在于流量与单宽流量的区别, 因此新的地形因子 T 与降雨因子 R 仍然可以采用公式(1)中的关系, 但是新的地质因子则与原来的地质因子完全不同, 还需要确定新地质因子 G 与降雨因子 R 关系, 即改进的预报模型表达式为:

$$P = \frac{RT^{0.2}}{G^X} \geq C_r, \quad (7)$$

式中: X 为待定系数.

2 改进的泥石流精细化预报模型及其临界值

泥石流精细化预报模型必须是一个通用模型, 不仅能用于蒋家沟等高频率泥石流流域, 也能用于其他低频率泥石流流域的预报. 蒋家沟平均每年暴发 12 次泥石流, 被称为“泥石流博物馆”. 蒋家沟流域位于康滇地轴东缘的小江深大断裂带内, 小江断裂的东西两支正好在蒋家沟下游交会. 因此该区新构造运动活跃, 地震活动强烈, 岩层经走向为南北、北东和北西的 3 组断裂交叉分割, 十分破碎. 该流域出露的地层主要为下元古界昆阳群浅变质岩, 岩性主要为砂岩和板岩夹, 占 80%, 其余为震旦系灯影组白云岩不整合于砂岩与板岩之上. 由于区域构造

非常活跃, 使得流域内坡面非常破碎, 为泥石流的发生提供了大量破碎的物源, 这也是蒋家沟泥石流频发的主要原因(吴积善等, 1990). 余斌等(2015)和 Yu(2011)给出了蒋家沟泥石流流域(图 1)的所有参数(10 min 模型), 其中形成区颗粒粒径 $D = 20$ mm; 形成区的门前沟和多照沟宽度 W 分别为 28 m 和 19 m. 由地形因子 T (门前沟和多照沟对应 2 个值)与降雨因子临界值(对应上、下两个降雨指标 R^* 为 50 mm 和 63 mm, 见余斌等(2015)), 用 $RT^{0.2}$ 的最大值和最小值, 结合公式(7)可以获得在不同的 X 值下的预警 P 的上限与下限. 该上限与下限(最大值和最小值)与其他地区的泥石流预报上限与下限必须是一致的.

2011 年 6 月 5~6 日贵州省望谟县遭遇强降雨过程, 降雨量约 200 年一遇, 其中打易镇附近是降雨中心, 10 h 总降雨量达 315 mm, 最大小时降雨量达 105.9 mm, 已经超过了 100 年一遇的小时降雨量(104 mm). 该降雨过程是典型的短历时强降雨过程, 小时降雨量在激发泥石流的过程中起到了关键的作用. 在这次强降雨过程中发生了很多泥石流, 但是并不是所有泥石流流域都发生了泥石流(余斌等, 2014, 图 2). 望谟河流域打易镇地处扬子陆块与右江造山带的过渡地带, 新构造运动以来, 受扬子板块与华南板块碰撞造山波及, 产生东西向挤压, 形成南北向褶皱和逆冲断裂. 之后, 由于印支板块向北与亚洲板块碰撞和太平洋板块朝北西西向亚洲板块的俯冲挤压, 随着右江沉积盆地的褶皱造山而形成东西向褶皱和断裂, 随后造山期后的应力释放和在不均一的抬升作用下形成复杂的网状断裂. 望谟县境内的望谟背斜、打易向斜所处区域为望谟河流域地区, 构造应力集中, 岩体较为破碎, 易导致崩塌、滑坡, 为泥石流暴发提供了固体物源. 与望谟河流域打易镇的工程地质背景相比, 蒋家沟流域位于小江深大断裂带内, 新构造运动更活跃, 断裂褶皱更发育, 更容易被风化更细小的碎块.

望谟县打易镇附近流域主要出露地层为中三叠系边阳组(T_2b): 岩性主要为粉砂岩、页岩和泥岩等, 其中 1~6 号泥石流流域主要为粉砂岩夹泥岩, 分布在打易镇附近; 7~66 号泥石流流域主要为粉砂岩夹页岩(图 3). 通过重新调查打易镇到新屯镇之间的 66 条泥石流流域, 获得了各流域的泥石流形成区沟道宽度和颗粒粒径(除了 1 条沟无法到达外, 实际获得了 65 条沟数据), 泥石流形成区平均颗粒

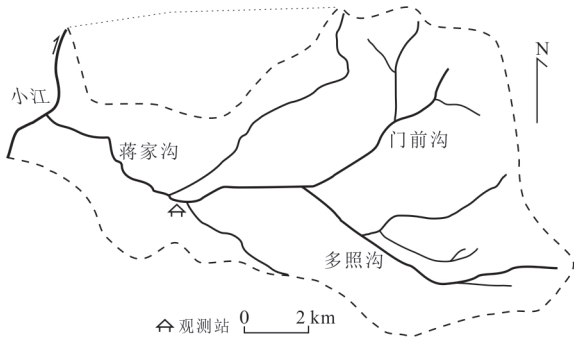


图1 蒋家沟流域图

Fig.1 The catchment of Jiangjia Gully

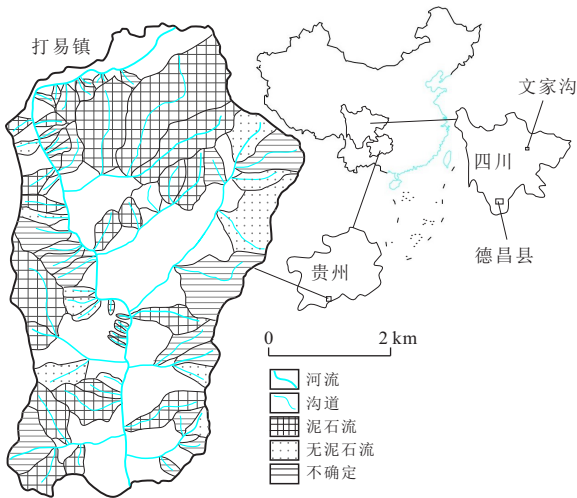


图2 2011年6月6日贵州望谟打易附近泥石流发生分布及四川德昌和清平文家沟位置示意图

Fig.2 The distribution of debris flows at Dayi, Wangmo, Guizhou on June 6, 2011, and the location of the Dechang, and the Wenjia Gully, Qingping, Sichuan

粒径 $D=279.7$ mm, 平均宽度 $W=4.85$ m, 其中各沟颗粒粒径采用中径粒径的平均值, 为形成区沟道表面粗化层颗粒粒径. 岩性为粉砂岩夹页岩的59条沟, 平均颗粒粒径 $D=283.1$ mm, 33.8% 泥石流流域(22条)发生了泥石流; 岩性为粉砂岩夹泥岩的6条沟, 平均颗粒粒径 $D=245.9$ mm, 50% 的泥石流流域(3条)发生了泥石流. 粉砂岩夹泥岩的泥石流流域较粉砂岩夹页岩的泥石流流域发生泥石流的概率更大的原因主要有: (1) 粉砂岩夹泥岩的1~6号泥石流流域分布在打易镇附近, 降雨量比粉砂岩夹页岩的7~66号泥石流流域, 尤其是靠近区域南部的流域的降雨量更大; (2) 粉砂岩夹泥岩的流域颗粒粒径较粉砂岩夹页岩的流域颗粒粒径更细, 更容易被起动形成泥石流.

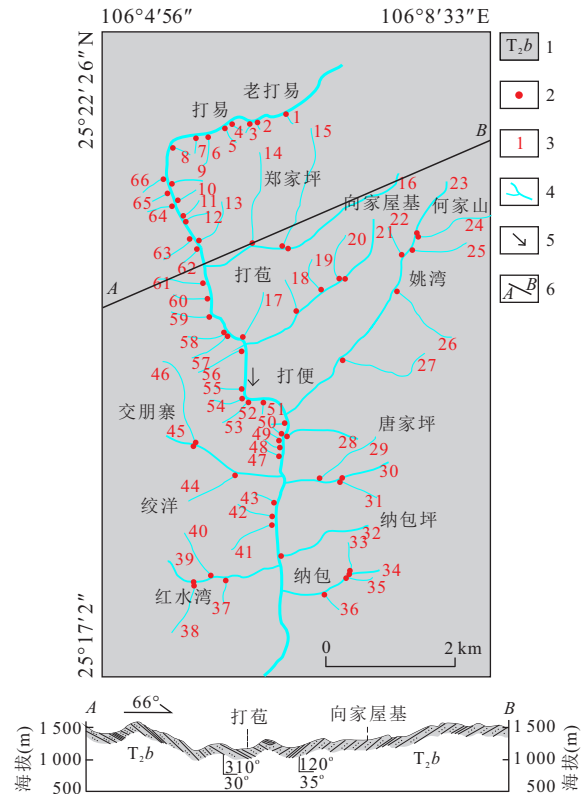


图3 望谟打易泥石流流域分布

Fig.3 The distribution of the catchments of debris flows at Dayi, Wangmo

1. 三叠系边阳组 (T_2b); 2. 泥石流沟口; 3. 泥石流沟道编号; 4. 沟道、河道; 5. 水流方向; 6. 剖面线

因打易区域岩性和其他地质条件基本一致, 公式(4)中的地质因子 G 在该区域的泥石流预警研究中都是一个值, 是具有平均意义的值; 该区域泥石流形成区的平均颗粒粒径也是一个平均值, 可以代表该区域的地质因子中的 D . 余斌等(2015)研究中的图6有2个泥石流发生点刚好落在泥石流预报的 P 值的上下限的临界线上, 用这2个点的新地形因子 T 、地质因子 G 和降雨因子 R (10 min 模型) 以及公式(7)可以计算出在不同 X 值条件下的 P 值上限与下限值, 这2个值必须与蒋家沟计算出的 P 值上限与下限值相同(图4). 当系数 X 在0.38附近时, 蒋家沟与打易镇附近的泥石流的 P 值上限与下限值相同, 分别为0.072和0.058; 因此可以取平均值获得公式(7)中的 X 值为0.38.

沟床起动型泥石流改进的精细化预报模型由公式(2)、(5)、(6)和(8)组成, 公式(8)如下式:

$$P = \frac{RT^{0.2}}{G^{0.38}} \geq C_r, \quad (8)$$

式中: $C_{r5}=0.058$, $C_{r6}=0.072$, 分别对应的是10 min

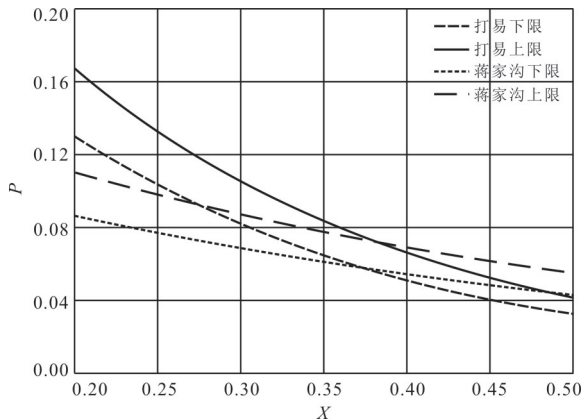


图4 系数X与上限值和下限值关系

Fig. 4 The relationship of X and the critical values

模型警报线和避难线。

余斌等(2014, 2015)给出了打易地区2011年6月6日的泥石流10 min和1 h预报模型, 2种模型的P值上限值和下限值有一定的比例关系。借助这个比例关系, 可以用改进的精细化泥石流10 min预报模型临界值得出改进的精细化泥石流1h预报模型临界值: $C_{r7}=0.26$, $C_{r8}=0.33$ 。

公式(8)中的地质因子的指数为0.38, 地形因子的指数为0.2, 说明地质条件在泥石流形成中的作用更大, 颗粒粒径在泥石流发生中的影响更大。

3 改进的精细化预报模型的验证和修正

打易地区65个泥石流流域的重新调查为改进泥石流精细化预报模型提供了基础数据。泥石流发生的类型与余斌等(2014, 2015)一致, 分为泥石流、无泥石流和不确定3类。通过详细调查发现一些无泥石流和不确定的流域内没有泥石流物源, 因此不

可能发生泥石流。图5a和图5b分别为10 min泥石流预报模型和1 h泥石流预报模型在贵州望谟打易镇2011年6月6日群发泥石流事件的验证。这2个模型中都有2个点低于下限值(低临界值), 但很接近, 因此将模型的临界值修正为: 泥石流10 min预报模型临界值: $C_{r5}=0.055$, $C_{r6}=0.072$; 泥石流1 h预报模型临界值: $C_{r7}=0.24$, $C_{r8}=0.33$ 。由此获得的临界值P值上、下限之比分别为1.31和1.38, 满足预警临界值精细化的要求。修正后的预报模型在打易地区2011年6月6日泥石流事件中就不会出现漏报了。图5中都有3个有物源的无泥石流流域, 但是其中2个流域的预报值在上限(高临界值)0.072或0.33之上, 另外一个点在下限0.055或0.24之上, 表明预报模型在贵州望谟打易镇的预报可能会有少量的误报。

2004年8月24日四川省德昌县遭遇强降雨, 其中宽裕乡的31 h降雨达161 mm, 最大小时降雨量达56 mm。该降雨过程是中等历时强降雨过程, 小时降雨量在激发泥石流的过程中起到了重要的作用, 前期降雨也有较大的贡献。在降雨过程的最后时段(也是最大小时降雨时段), 宽裕乡附近发生了群发泥石流事件, 共有10个流域发生了泥石流, 但附近有7个流域没有发生泥石流(余斌等, 2014)。德昌位于扬子准地台内的凉山隆褶带, 属于康滇古陆攀西裂谷系的中段。自下古生代以来, 构造运动表现明显, 以上升为主, 区内断裂、褶皱发育, 岩浆活动频繁。河谷深切, 岩体节理、裂隙十分发育。从地层岩性的分布情况来看, 前震旦系主要分布于安宁河谷的小高、乐跃、金沙、锦川、老碾、南山以及茨达河流域的宽裕、茨达等地, 岩性以千枚岩、变质砂岩为主, 岩层较为破碎。侏罗系、三叠系地层则广泛分布于雅砻江至牦牛山一带, 第四系地层则分布于安宁

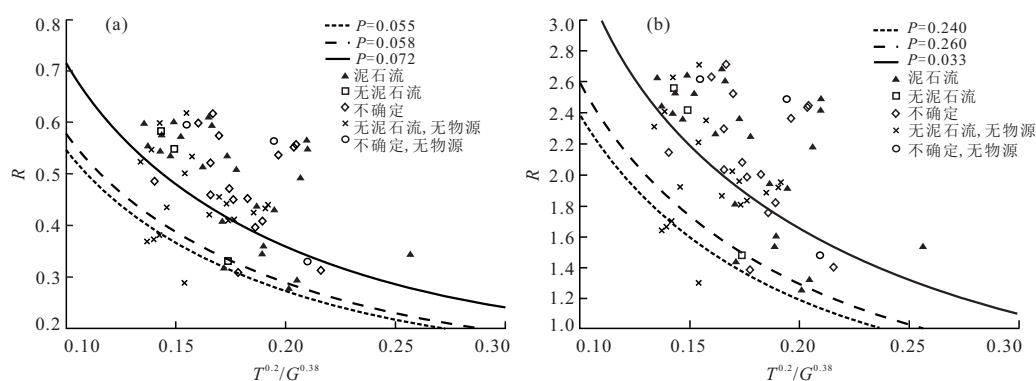


图5 10 min模型在打易验证(a)和1h模型在打易验证(b)

Fig. 5 Validation in Dayi for 10 min model (a) and 1 h model (b)

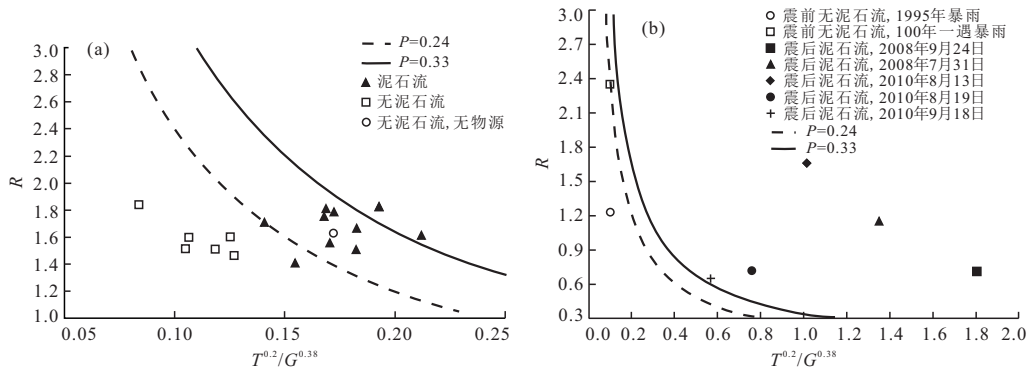


图 6 1 h 模型在德昌验证(a)和 1 h 模型在文家沟验证(b)

Fig.6 Validation in Dechang for 1 h model (a) and in Wenjia Gully for 1 h model (b)

河河谷地区(苏鹏程等,2010).该区山地、河谷地区的相对高差为 750~1 500 m,沟床纵坡中上游陡峻,下游较平缓,给松散固体物质向下运动提供了较好的势能条件(徐永良,1996).加之构造和风化作用的破坏,岩层非常破碎,崩塌、滑坡等不良地质现象发育,为泥石流的暴发提供了有利的松散固体物质储备.笔者于 2018 年详细调查了德昌群发泥石流的形成区沟道宽度和颗粒粒径.同样各流域分为泥石流和无泥石流流域 2 种类型,其中有 1 个流域没有发生泥石流,也没有泥石流物源.图 6a 为改进的精细化 1 h 泥石流预报模型在德昌的验证.所有无泥石流流域的预报值都在临界值 P 值的下限以下,不会出现误报.除了一个流域以外,其他 9 个发生泥石流的流域的预报值都在临界值 P 值的下限(低临界值)以上.唯一例外流域的预报值比低临界值小,但是很接近.该流域为虎皮湾沟,流域上游有矿场,并有公路通过流域形成区.泥石流的发生是在公路的修建完成后,而详细调查泥石流形成区颗粒粒径是在泥石流发生 14 a 后的 2018 年.泥石流暴发前的公路弃渣颗粒粒径较小,而泥石流发生后没有继续修建公路,使得现在泥石流形成区颗粒粒径较粗,造成了用现在的调查颗粒粒径值来预测当年泥石流发生,出现了漏报.除此之外,改进的精细化泥石流 1 h 预报模型在德昌的验证准确性很高.

表 1 为改进模型与原模型(余斌等,2014)在打易和德昌泥石流的预测结果对比.在打易区域,10 min 和 1 h 模型对比都一样,在发生的泥石流预测中,改进模型与原模型预测对比有 1 个点从红色避难区进入了橙色警戒区,改进模型稍差;在未发生的泥石流预测中,改进模型与原模型预测对比有 7 个点从红色避难区进入了绿色安全区,2 个点从橙色警戒区进入了绿色安全区,改进模型明显比原模

表 1 改进模型与原模型预测结果在打易和德昌泥石流的对比

Table 1 The comparison of prediction of revised model and the old model in debris flows of Dayi and Dechang

地域	模型	泥石流			无泥石流		
		绿色*	橙色#	红色@	绿色	橙色	红色
打易	原模型 10 min	0	5	19	10	3	9
	改进模型 10 min	0	6	18	19	1	2
打易	原模型 1 h	0	5	9	10	3	9
	改进模型 1 h	0	6	18	19	1	2
德昌	原模型 1 h	1	3	6	3	4	0
	改进模型 1 h	1	7	2	7	0	0

注:“*”表示低临界值以下,安全区;“#”表示高、低临界值之间,警戒区;“@”表示高临界值以上,避难区;表中数字指位于该区域内的预测点个数.

型更好;总体上改进模型的预测结果更好.在德昌区域,在发生的泥石流预测中,改进模型与原模型预测对比,有 4 个点从红色避难区进入了橙色警戒区,改进模型稍差;在未发生的泥石流预测中,改进模型与原模型预测对比有 4 个点从橙色警戒区进入了绿色安全区,改进模型稍好;总体上两个模型的预测结果相当.如果在泥石流发生前调查两个模型都预测失败的虎皮湾沟(都在绿色安全区),采用改进模型则预测结果可能处于橙色警戒区,但是采用原模型不会有任何改变,说明改进模型具有更高的准确性.因此对比改进模型与原模型在贵州打易和四川德昌的预测结果,改进模型的预测效果更好.

汶川地震诱发的第二大滑坡:四川绵竹市清平乡文家沟滑坡将 $3\ 000 \times 10^4 \text{ m}^3$ 碎屑泥沙堆积在文家沟泥石流形成区中,在 2008 年 9 月 24 日、2010 年 7 月 31 日、2010 年 8 月 13 日、2010 年 8 月 19 日和 2010 年 9 月 18 日发生了 5 次大规模和特大规模泥石流

表 2 文家沟降雨特征

Table 2 The characteristics of rainfall at Wenjia Gully

时间	总降雨量 (mm)	最大小时降 雨量(mm)	泥石流发生
2008-09-24	88.0	30.5	是
2010-07-31	60.2	51.7	是
2010-08-13	185.9	70.6	是
2010-08-19	72.6	31.9	是
2010-09-18	52.0	29.0	是
1995-08-15	496.5*	49.8	否
100年一遇	474.0*	95.0	否

注：“*”表示 24 h 降雨量。

(许强, 2010). 而在该区域有降雨观测以来的 30 余年(1988—2018 年)间, 1995 年 8 月 15 日左右发生的最大强降雨过程也没有泥石流发生. 5 次泥石流发生时降雨特征、1995 年降雨特征及 100 年一遇降雨特征见表 2. 总体上在震后文家沟发生泥石流时的降雨总量与最大小时降雨量都不大, 大多都比贵州望谟打易 2011 年 6 月 6 日和四川德昌 2004 年 8 月 24 日的降雨量小; 而 1995 年降雨及 100 年一遇暴雨的 24 h 降雨量及最大小时降雨量都很大, 但是都没有发生泥石流, 说明了地震对文家沟泥石流物源以及泥石流形成条件的影响非常大. 采用原模型(余斌等, 2014)无法区别地震前后发生泥石流的地质条件, 更无法精确地判断泥石流的地质条件在地震后的逐年变化, 也无法预测地震后泥石流的发生.

文家沟在区域构造上位于扬子准地台西北部龙门山陷褶断束带中的太平推覆体, 流域内出露的地层主要为泥盆系观雾山组和寒武系清平组. 泥盆系上统观雾山组, 主要岩性为灰白色白云岩、灰岩、砂页岩夹泥质灰岩、石英砂岩等; 寒武系清平组, 主要岩性为粉砂岩、页岩、白云岩等. 沟内地质构造作用强烈, 岩层坡度大, 多陡峭或直立, 断裂、褶皱、节理、裂隙等不良地质现象发育. 汶川地震期间, 映秀—北川断裂和灌县—安县断裂在文家沟邻区的活动较为强烈, 在文家沟东西两侧约 15 km 范围内, 映秀—北川断裂和灌县—安县断裂作为发震和同震断裂均发生了强烈活动, 文家沟断块也因此相继受到振荡式地震动惯性力, 为文家沟滑坡—碎屑流的形成提供了直接接触动力(王涛等, 2010). 汶川地震中文家沟滑坡在文家沟沟道内堆积的大量松散堆积体是文家沟泥石流频发的主要原因. 贵州望谟、四川德昌和四川清平文家沟的泥石流地质背景有以下特征: (1) 新构造运动表现明显, 由于构造运

动影响, 导致区内断裂、褶皱、岩体节理、裂隙发育, 岩层破碎, 引发崩塌、滑坡等不良地质现象, 为泥石流的暴发提供了大量固体物质储备; (2) 山地、河谷地区的相对高差大, 河谷深切, 沟床比降大, 为物源向下运动提供了必要的势能条件; (3) 区内地震活动较为强烈, 频繁的地震活动, 使地层遭受强烈切割挤压而破碎, 山体稳定性遭到破坏, 为崩塌、滑坡、泥石流等地质灾害的发生提供了有利地质环境条件, 而文家沟滑坡形成的碎屑堆积体彻底改变了文家沟形成泥石流的地质条件, 降低了发生泥石流的临界条件.

在 2010 年 9 月底通过对文家沟的现场详细调查获得了泥石流形成区沟道宽度 $W=6.5$ m 和颗粒粒径 $D=22$ mm(余斌等, 2010). 如果按照每次发生泥石流之后沟道宽度展宽 1 倍, 颗粒粒径增加一倍, 推测第 1 次发生泥石流前的形成区沟道宽度 $W=0.2$ m, 颗粒粒径 $D=0.7$ mm, 这与滑坡发生后的滑坡堆积体现场照片对比基本一致. 因此按照这个方法推测得出这 5 次泥石流发生前的泥石流形成区沟道宽度和颗粒粒径. 文家沟流域面积为 7.81 km², 流域内出露岩性为石灰岩, 在汶川地震前为泥石流提供物源主要来源于崩塌, 颗粒粒径很大, 且沟道较为宽阔. 因此推测在汶川地震前的泥石流形成区沟道宽度约 10 m, 颗粒粒径约 1 000 mm. 根据四川省水文手册推测了文家沟在 100 年一遇日降雨量为 474 mm, 小时降雨量为 95 mm, 以日降雨量的一半作为前期降雨量 B , 结合最大小时降雨量, 可得 100 年一遇暴雨时的降雨因子 R . 图 6b 为改进的精细化泥石流 1 h 预报模型在文家沟的验证. 改进的精细化泥石流 1 h 预报模型不仅能预报 2008 年 9 月到 2010 年 9 月的 5 次泥石流, 对汶川地震前的 1995 年 8 月的月暴雨(24 h 降雨量超过 100 年一遇), 甚至于 100 年一遇的暴雨(24 h 降雨量与 1 h 降雨量同时为 100 年一遇)也能准确判断不会发生泥石流, 说明改进的精细化预报模型在文家沟的不同泥石流形成条件下, 也能准确地预报泥石流的发生.

但是在汶川地震强烈影响区内, 改进的精细化预报模型是否能将泥石流形成条件的逐年变化体现出来并准确地预报泥石流的发生, 还需要进一步验证. 对于不受地震影响的一般泥石流流域, 需要更多的案例验证改进模型的正确性.

本文的精细化预报模型, 不能用于浅层滑坡汇集形成的沟谷泥石流和坡面泥石流的预报. 对于人

们无法到达泥石流形成区的泥石流流域,无法获得泥石流形成区的沟道宽度和颗粒粒径数据,也不能采用本文预报模型预报泥石流。

4 结论

(1)强烈地震影响区激发泥石流的降雨量临界值变化主要因为泥石流形成区沟床宽度的变化以及泥石流形成区物源的颗粒粒径变化,泥石流形成区的沟道宽度和颗粒粒径是影响泥石流发生的2个关键参数。

(2)泥石流形成区沟道宽度与形成区面积是形成泥石流的洪水单宽流量的主要影响参数,是泥石流地形因子中重要的一部分。

(3)泥石流形成区颗粒粒径作为泥石流的地质因子,可以代表泥石流的地质条件,对形成泥石流有非常重要的影响;地质因子比地形因子,包括泥石流形成区的沟道宽度等的影响更大。

(4)改进的精细化10 min和1 h预报模型以及临界值,在一些地区的群发泥石流以及个别强烈地震影响区多次泥石流的验证中有很好的结果,可以用于强烈地震区和一般的泥石流预报。

References

- Chen, H. X., Zhang, L. M., Zhang, S., 2014. Evolution of Debris Flow Properties and Physical Interactions in Debris-Flow Mixtures in the Wenchuan Earthquake Zone. *Engineering Geology*, 182: 136–147. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2014.08.004>
- Fan, R. L., Zhang, L. M., Wang, H. J., et al., 2018. Evolution of Debris Flow Activities in Gaojiagou Ravine during 2008–2016 after the Wenchuan Earthquake. *Engineering Geology*, 235: 1–10. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2018.01.017>
- Kean, J. W., Staley, D. M., Cannon, S. H., 2011. In Situ Measurements of Post-Fire Debris Flows in Southern California: Comparisons of the Timing and Magnitude of 24 Debris-Flow Events with Rainfall and Soil Moisture Conditions. *Journal of Geophysical Research*, 116(F4): F04019. <https://doi.org/10.1029/2011jf002005>
- Li, F., Mei, H. B., Wang, W. S., et al., 2017. Rainfall-Induced Meteorological Early Warning of Geo-Hazards Model: Application to the Monitoring Demonstration Area in Honghe Prefecture, Yunnan Province. *Earth Science*, 42(9):1637–1646(in Chinese with English abstract).
- McGuire, L. A., Rengers, F. K., Kean, J. W., et al., 2017. Debris Flow Initiation by Runoff in a Recently Burned Basin: Is Grain-by-Grain Sediment Bulking or En Masse Failure to Blame?. *Geophysical Research Letters*, 44(14): 7310–7319. <https://doi.org/10.1002/2017gl074243>
- Ni, H. Y., Tang, C., 2014. Advances in the Physical Simulation Experiment on Debris Flow Initiation in China. *Advances in Water Science*, 25(4): 606–613(in Chinese with English abstract).
- Shieh, C. L., Chen, Y. S., Tsai, Y. J., et al., 2009. Variability in Rainfall Threshold for Debris Flow after the Chi-Chi Earthquake in Central Taiwan, China. *International Journal of Sediment Research*, 24(2): 177–188. [https://doi.org/10.1016/s1001-6279\(09\)60025-1](https://doi.org/10.1016/s1001-6279(09)60025-1)
- Su, P. C., Wei, F. Q., Gu, L. K., et al., 2010. Characteristic and Causes of Group-Occurring Debris Flow in Dechang County, Sichuan Province. *Journal of Mountain Science*, 28(5):593–606(in Chinese with English abstract).
- van Asch, T. W. J., Yu, B., Hu, W., 2018. The Development of a 1-D Integrated Hydro-Mechanical Model Based on Flume Tests to Unravel Different Hydrological Triggering Processes of Debris Flows. *Water*, 10(7): 950. <https://doi.org/10.3390/w10070950>
- Wang, T., Shi, J. S., Wu, S. R., et al., 2010. Formation Mechanism of Wenjiagou High-Speed and Long-Runout Debris Avalanche Triggered by Wenchuan Earthquake. *Journal of Engineering Geology*, 18(5):631–644(in Chinese with English abstract).
- Wang, Y. M., Yin, K. L., 2018. Initiating Mechanism of Typhoon-Triggered Debris Flow. *Earth Science*, 43(Suppl. 2): 263–270 (in Chinese with English abstract).
- Wu, J. S., Kang, Z. C., Tian, L. Q., et al., 1990. The Observation and Research on Debris Flows in Jiangjia Gully, Yunnan Province. Science Press, Beijing (in Chinese).
- Xu, Y. L., 1996. The Formation Mechanism and Prevention of Debris Flow in Dechang Area of the Railway Line between Chengdu and Kunming. *The Railway Engineering*, (5):21–24 (in Chinese).
- Xu, Q., 2010. The 13 August 2010 Catastrophic Debris Flows in Sichuan Province: Characteristics, Genetic Mechanism and Suggestions. *Journal of Engineering Geology*, 18(5):596–608(in Chinese with English abstract).
- Yang, F. R., Zhou, H. W., Huo, M., et al., 2016. Rainfall Induced Debris Flow Characteristics and Mechanisms of Plagues after the Outbreak of the Earthquake in Wenchuan. *China Rural Water and Hydropower*, 12: 38–42,48(in Chinese with English abstract).
- Yu, B., 2011. Research on Prediction of Debris Flows Trig-

- gered in Channels. *Natural Hazards*, 58(1): 391–406. <https://doi.org/10.1007/s11069-010-9673-8>
- Yu, B., Ma, Y., Wu, Y.F., et al., 2010. Investigation of Severe Debris Flow Hazards in Wenjia Gully of Sichuan Province after the Wenchuan Earthquake. *Journal of Engineering Geology*, 18(6): 827–836(in Chinese with English abstract).
- Yu, B., Wang, T., Zhu, Y., et al., 2016. Research on the Topographical and Rainfall Factors of Debris Flows Caused by Shallow Landslides. *Advances in Water Science*, 27(4): 542–550(in Chinese with English abstract).
- Yu, B., Wu, Y. F., Chu, S. M., 2014. Preliminary Study of the Effect of Earthquakes on the Rainfall Threshold of Debris Flows. *Engineering Geology*, 182: 130–135. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2014.04.007>
- Yu, B., Zhu, Y., Wang, T., et al., 2014. Prediction Model for Occurrence of Debris Flows in Channels with Runoff Initiation Mechanism. *Journal of Engineering Geology*, 22(3): 450–455(in Chinese with English abstract).
- Yu, B., Zhu, Y., Wang, T., et al., 2015. Research on the 10-Minute Rainfall Prediction Model for Debris Flows. *Advances in Water Science*, 26(3): 347–355(in Chinese with English abstract).
- Yu, B., Zhu, Y.B., Liu, Y., et al., 2017. Prediction Model of Hillslope Debris Flows. *Advances in Water Science*, 28(6): 839–848(in Chinese with English abstract).
- Zhang, S., Zhang, L. M., 2017. Impact of the 2008 Wenchuan Earthquake in China on Subsequent Long-Term Debris Flow Activities in the Epicentral Area. *Geomorphology*, 276: 86–103. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.10.009>
- Zhou, W., Tang, C., 2013. Rainfall Thresholds for Debris Flows Occurrence in the Wenchuan Earthquake Area. *Advances in Water Science*, 24(6): 786–793(in Chinese with English abstract).
- Zhou, W., Tang, C., Zhou, C.H., et al., 2012. Critical Rainfall Characteristics for Rainfall-Induced Debris Flows in Wenchuan Earthquake Affected Areas. *Advances in Water Science*, 23(5): 650–655(in Chinese with English abstract).
- 李芳, 梅红波, 王伟森, 等, 2017. 降雨诱发的地质灾害气象风险预警模型: 以云南省红河州监测示范区为例. *地球科学*, 42(9): 1637–1646.
- 倪化勇, 唐川, 2014. 中国泥石流起动物理模拟试验研究进展. *水科学进展*, 25(4): 606–613.
- 苏鹏程, 韦方强, 顾林康, 等, 2010. 四川省德昌县群发性泥石流的特征和成因. *山地学报*, 28(5): 593–606.
- 王涛, 石菊松, 吴树仁, 等, 2010. 汶川地震触发文家沟高速远程滑坡—碎屑流成因机理分析. *工程地质学报*, 18(5): 631–644.
- 王一鸣, 殷坤龙, 2018. 台风暴雨型泥石流启动机制. *地球科学*, 43(Suppl. 2): 263–270.
- 吴积善, 康志成, 田连权等, 1990. 云南蒋家沟泥石流观测研究. 北京: 科学出版社, 1–3.
- 徐永良, 1996. 成昆线德昌地区泥石流成因及防治. *铁道建筑*, (5): 21–24.
- 许强, 2010. 四川省 8·13 特大泥石流灾害特点、成因与启示. *工程地质学报*, 18(5): 596–608.
- 杨丰荣, 周宏伟, 霍苗, 等, 2016. 汶川震后降雨诱发型泥石流特征及成灾机理. *中国农村水利水电*, 2016(12): 38–42, 48.
- 余斌, 马煜, 吴雨夫, 等, 2010. 汶川地震后四川省绵竹市清平乡文家沟泥石流灾害调查研究. *工程地质学报*, 18(6): 827–836.
- 余斌, 王涛, 朱渊, 等, 2016. 浅层滑坡诱发沟谷泥石流的地形和降雨条件. *水科学进展*, 27(4): 542–550.
- 余斌, 朱渊, 王涛, 等, 2014. 沟床起动型泥石流预报研究. *工程地质学报*, 22(3): 450–455.
- 余斌, 朱渊, 王涛, 等, 2015. 沟床起动型泥石流的 10 min 降雨预报模型. *水科学进展*, 26(3): 347–355.
- 余斌, 朱云波, 刘秧, 等, 2017. 坡面泥石流降雨预报模型. *水科学进展*, 28(6): 839–848.
- 周伟, 唐川, 2013. 汶川震区暴雨泥石流发生的降雨阈值. *水科学进展*, 24(6): 786–793.
- 周伟, 唐川, 周春花, 等, 2012. 汶川震区暴雨泥石流激发雨量特征. *水科学进展*, 23(5): 650–655.